



<https://jssr.ui.ac.ir/?lang=en>

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches

E-ISSN: 2423-8007

Vol. 41, Issue 2, No. 99, 2025, 1-20

Received: 07.09.2024

Accepted: 16.03.2025

Research Paper

Sedimentary environment analysis of the Asmari Formation (Upper Rupelian) based on microfossils in Bandar Abbas Hinterland, south Iran

Jahانبخش دانشیان*



Professor in Geology, Department of Geology, Faculty of Earth Science, Kharazmi University, Tehran, Iran
daneshian@khu.ac.ir

Mahboobeh Sadat Tabatabaei

Ph.D. in Geology, Department of Geology, Faculty of Earth Science, Kharazmi University, Tehran, Iran
m.tabatabaei62@gmail.com

Alireza Tahmasbi Sarvestani



Paleontology and Geochemistry Research and Studies, Exploration Directorate, National Iranian Oil Company, Tehran, Iran
alirezatahmasbi@me.com

Abstract

In this research, facies distribution and sedimentary environment of the Asmari Formation have been studied in Bandar Abbas Hinterland, located in southern Iran. For this purpose, two outcrop sections including Khamir and Gachestan have been selected in this area. The study of thin sections of Khamir (160 m-thick) and Gachestan sections (220 m-thick) and their components led us to identify nine microfacies. In this research, the role of microfossils, especially foraminifera is investigated in the detection of microfacies and sedimentary environment. Based on the sedimentary texture and the type of fossils, the depositional environments were identified. The components are mostly larger benthic foraminifera and red algae, which indicate the middle ramp, and also the accumulation of imperforate foraminifera, which indicates the inner ramp. Based on this, the sedimentary model for the Asmari Formation in the study area was attributed to a carbonate ramp, which can be divided into three sub-environments: inner, middle and outer ramp.

Keywords: Asmari Formation, Rupelian, depositional environments, Bandar Abbas Hinterland

Introduction

The carbonates of the Asmari Formation are the main petroleum reservoir rock in the Zagros Basin. Primary works concerning the Asmari Formation are attributed to Busk and Mayo (1918), Richardson (1924 and Thomas (1948). The age of this rock unit is Oligocene to Early Miocene (Burdigalian). In Fars province, this formation belongs to the Oligocene, while in Khuzestan, the age is Oligocene to Early Miocene and towards the basin center, this rock unit belongs to Early Miocene (Aquitanian–Burdigalian). Considering the importance of the Asmari Formation in the Zagros Basin and the fact that studies conducted on this formation have been mostly in the Fars and Izeh zones, this study focuses on depositional environment reconstruction of the Asmari Formation in Bandar Abbas hinterland in southern Iran.

Materials & Methods

The study is based on two outcrops in Bandar Abbas hinterland in southern Iran. Kuh-e Khamir section with coordinates of 27°, 00', 35" N and 55°, 35', 13" E, and Gachestan section with coordinates of 26°, 54', 04" N and 54°, 05', 22" E. The microfacies studies are based on 250 thin sections of the examined sections. All thin sections were analyzed under the microscope for biostratigraphy and facies. The classification of carbonate rocks followed the nomenclature of Dunham (1962) as well as the modified scheme of Embry and Klovan (1971). In addition, microfacies were determined based on Flügel (2020).

Discussion of Results & Conclusions

Facies analysis of the Asmari Formation in study outcrops including Khamir (160 m-thick) and Gachestan (220 m-thick)

*Corresponding author

Daneshian, J., Tabatabaei, M., & Tahmasbi Sarvestani, A. (2025). Sedimentary environment analysis of the Asmari Formation (Upper Rupelian) based on microfossils in Bandar Abbas Hinterland, south Iran. Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches, 41(2): 1-20.
<https://doi.org/10.22108/jssr.2025.142715.1295>



sections resulted in the definition of nine microfacies types as follows:

Bioclastic planktonic foraminifera wackestone/packstone (MF1): The presence of planktonic foraminifera, muddy matrix and lack of sedimentary structures suggest that this facies were deposited in calm and deep, normal-salinity seawater below the storm wave base.

Bioclastic Nummulitid packstone/grainstone (MF2): Abundance of larger and flat nummulitids with some planktonic foraminifera suggest low-medium energy, open-marine environment, and between the storm and fair-weather wave base.

Bioclastic nummulitid red algae floatstone/packstone (MF3): The presence of corallinean algae and larger benthic foraminifera suggest a distal part of inner to mid-ramp sub-environments and indicate an oligophotic zone.

Bioclastic coral- red algae floatstone/rudstone (MF4): This facies is interpreted to have been deposited under shallow water with moderate energy below the fair-weather wave base in the middle ramp sub-environment.

Bioclastic imperforate foraminifera nummulitid packstone (MF5): The faunal composition indicates that sedimentation took place in the lagoon with normal circulation and well-oxygenated waters. The presence of large porcelaneous foraminifers associated with Nummulitid suggests deposition in the euphotic zone in an open-lagoonal environment.

Bioclastic imperforate foraminifera packstone (MF6): This facies represents a high-energy, shallow-water setting influenced by wave and tide processes. In addition, the

presence of *Peneroplis* and *Archaias* in this facies indicates a sea grass-dominated environment.

Bioclastic small benthic foraminifera echinoid wackestone/packstone (MF7): The low diversity of fauna (small rotaliids and echinoid debris) suggests a low-energy environment in the shallow water of the inner ramp sub-environment.

Bioclastic miliolids wackestone/packstone (MF8): This microfacies is interpreted as the restricted shallow inner ramp sub-environment. Low diversity and abundance of imperforate foraminifera and mud-rich facies indicate deposition in a low-energy, restricted shallow lagoon.

Mudstone (MF9): Accumulation of carbonate mud suggests the low energy conditions in the lagoonal-peritidal and proximal inner ramp sub-environment.

A detail study of the Asmari Formation in two outcrop sections represents the development of a carbonate ramp as a sedimentary model during the Rupelian. The Carbonate ramp can be divided into three inner, middle and outer ramp sub-environments their boundary can be distinct based on the water depth of fair-weather wave and storm wave base. In this study outer ramp represents with microfacies MF1 and the dominant fauna is planktonic foraminifera. The middle ramp is shown with the presence of microfacies 2–4 (MF2–4). This environment is dominant in large benthic foraminifera, red algae and coral. The inner ramp setting is represented by an abundance of imperforate foraminifera, so microfacies 5 to 9 (MF5–9) are deposited in this sub-environment.



*Corresponding author

Daneshian, J., Tabatabaei, M., & Tahmasbi Sarvestani, A. (2025). Sedimentary environment analysis of the Asmari Formation (Upper Rupelian) based on microfossils in Bandar Abbas Hinterland, south Iran. Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches, 41(2): 1-20.
<https://doi.org/10.22108/jssr.2025.142715.1295>

2423-8007 / © 2025 University of Isfahan

This is an open access article under the CC BY-NC-ND 4.0 License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).



<https://doi.org/10.22108/jssr.2025.142715.1295>



مقاله پژوهشی

تحلیل محیط رسوبی سازند آسماری (روپلین بالایی) بر مبنای ریزفسیل‌ها در پس خشکی

بندرعباس، جنوب ایران

جهانبخش دانشیان^{*}  استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

daneshian@knu.ac.ir

محبوبه سادات طباطبائی، دکتری زمین‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران
m.tabatabai62@gmail.com

علیرضا طهماسبی سروستانی  کارشناس ویژه، مطالعات و تحقیقات مدیریت اکتشاف نفت، تهران، ایران
alirezatahmasbi@gmail.com

چکیده

در این مطالعه، توزیع ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند آسماری در پس خشکی بندرعباس، واقع در جنوب ایران بررسی شده است. به این منظور، دو برش سطحی خمیر و گچستان در این محدوده انتخاب شده است. با بررسی مقاطع نازک برش خمیر (با ۱۶۰ متر ضخامت) و برش گچستان (با ۲۲۰ متر ضخامت)، تعداد ۹ ریزرخساره تشخیص داده شد. در این پژوهش، نقش ریزفسیل‌ها، بهویژه فرامینیفرها در تشخیص ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی بررسی می‌شود. براساس بافت رسوبی و نوع فسیل‌های موجود در این ریزرخساره‌ها، محیط تشکیل هرکدام از آنها تشخیص داده شد. اجزای تشکیل دهنده عمدها منفذدار بزرگ و جلبک‌های قرمز است که نشانگر رمپ میانی و همچنین تجمع فرامینیفرای بدون منفذ است که مؤید رمپ داخلی است. بر این اساس، مدل محیط رسوبی برای سازند آسماری در منطقه مطالعه شده، یک رمپ کربناته تشخیص داده شد که به سه زیرمحیط رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ خارجی تقسیم می‌شود.

واژه‌های کلیدی: سازند آسماری، روپلین، محیط رسوبی، پس خشکی بندرعباس.

* نویسنده مسئول

دانشیان، جهانبخش، طباطبائی، محبوبه سادات. و طهماسبی سروستانی، علیرضا. (۱۴۰۴). تحلیل محیط رسوبی سازند آسماری (روپلین بالایی) بر مبنای ریزفسیل‌ها در پس خشکی بندرعباس، جنوب ایران. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۲۰(۴۱):۱-۲۰.
<https://doi.org/10.22108/jssr.2025.142715.1295>



مقدمه

(اکی تانین-بوردیگالین) به صورت تدریجی بر سازند پابده قرار گرفته است (Motiei 1993).

با توجه به اهمیت سازند آسماری در حوضه زاگرس و اینکه مطالعات انجام شده بر این سازند بیشتر در زون‌های فارس و ایذه بوده است، در این پژوهش مطالعه سازند آسماری در پس خشکی بندرعباس مدنظر قرار گرفته است.

زمین‌شناسی عمومی منطقه مطالعه‌شده

زاگرس از سمت شمال شرق به جنوب غرب از نظر الگوی ساختاری به زون راندگی‌ها، کمربند چین خورده، فروافتادگی دزفول و دشت آبادان تقسیم می‌شود (Aghanabati 2011). زاگرس چین خورده در همه‌جا ویژگی‌های یکسانی ندارد و به فروافتادگی کرکوک، لرستان، فروافتادگی دزفول، زون ایذه و فارس تقسیم نمی‌شود (Bigi et al. 2018) (شکل ۱A). ویژگی‌های بخش شرقی فارس متفاوت و به پس خشکی بندرعباس موسوم است (Motiei 1995). تاقدیس‌های با جهت‌یافته مختلف از ویژگی‌های زون بندرعباس و مربوط به عملکرد گسل‌های پی‌سنگ است. همچنین ضخامت نهشته‌ها در این پهنه نسبت به ناحیه فارس بیشتر است (Aghanabati 2011). براساس این تقسیم‌بندی‌ها، محدوده مطالعه‌شده در زاگرس چین خورده و در پس خشکی بندرعباس قرار دارد (شکل ۱).

روش کار و موقعیت جغرافیایی محدوده مطالعه‌شده

به‌منظور مطالعه ریزرخساره‌های سازند آسماری در منطقه، تعداد دو برش سطح‌الارضی در یک روند شرقی غربی در پس خشکی بندرعباس انتخاب شده است (شکل ۱B). برش کوه خمیر با ضخامت ۱۰۸۰ متر و مختصات جغرافیایی $35^{\circ} 35' 00''$ N و $55^{\circ} 35' 13''$ E در ۸۰ کیلومتری جنوب غرب بندرعباس و ۲/۶ کیلومتری شمال شرق بندر خمیر واقع شده است. برش گچستان با ۲۰۵۰ متر ضخامت و مختصات جغرافیایی $54^{\circ} 54' 04''$ N و $26^{\circ} 22' 05''$ E در ۲۱۰

مطالعه نهشته‌های الیگومیوسن زاگرس به علت وجود ذخایر هیدروکربوری حائز اهمیت است. سازند آسماری جوان‌ترین و مهم‌ترین سنگ مخزن پهنه زاگرس است. این سازند در ناحیه فروافتادگی دزفول، دارای حداکثر گسترش است و از سمت شمال غرب تا خاک عراق تداوم دارد و از جنوب، شاید تا عمان هم دیده می‌شود (Motiei 1993).

سازند آسماری را ابتدا افرادی چون باسک و مايو (Busk and Mayo 1918)، ریچاردسون (Richardson 1924) و توماس (Thomas 1948) معرفی کردند. جیمز و وايند (James and Wynd 1965) رسوبات تبخیری کلهر و ماسه‌سنگ‌های اهواز را دو بخش از سازند آسماری معرفی کردند. وايند (Wynd 1965) با بررسی خواص زیست چینه‌نگاری سازند آسماری، شش زون تجمعی را برای آن مشخص کرد و در ادامه آدامز و بورژوا (Adams and Bourgeois 1967) نیز، سه زون تجمعی و دو زیرزون را برای این سازند تشخیص دادند؛ اما نتوانستند اشکوب‌های روپلین و شاتین را از هم تفکیک کنند. اهرنبرگ (Ehrenberg et al. 2007) با کمک ایزوتوپ استرانسیوم، برای اولین بار اشکوب‌های روپلین و شاتین را در این سازند تفکیک کرد. در سال‌های اخیر مطالعات زیادی با تأکید بر زیست چینه‌نگاری، رسوب‌شناسی، چینه‌نگاری سکانسی، ایزوتوپ استرانسیم، ریزرخساره و پالٹواکولوزی بر این سازند (Seyrafian 2000; Vaziri- Moghaddam et al. 2006; Ehrenberg et al. 2007; van Buchem et al. 2010; Shabafrooz et al. 2015; Nikfard et al. 2020) انجام شده است.

سن سازند آسماری از الیگوسن شروع و تا بوردیگالین (میوسن پیشین) ادامه می‌یابد. قاعده این سازند چندزمانه است. براساس اطلاعات بیواستراتیگرافی، سازند آسماری در ناحیه فارس به سن الیگوسن است؛ در حالی که سن این نهشته‌ها در خوزستان الیگوسن-میوسن زیرین است (James and Wynd 1965). به‌سمت مرکز حوضه، جایی که برش الگوی آسماری در آن قرار دارد، سازند آسماری به سن میوسن پیشین

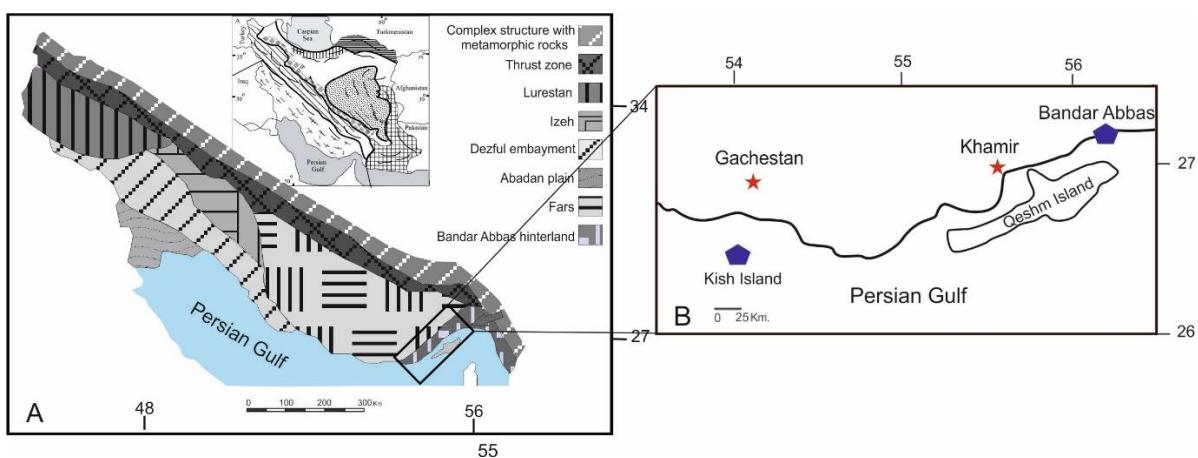


تشکیل دهنده، ریزرخساره‌ها معرفی شده است. همچنین ریزرخساره‌های معرفی شده با ریزرخساره‌های استاندارد محیط رمپ (RMF) و زون‌های رخساره‌ای فلوگل (Flugel 2010) و مدل استاندارد رمپ کربناته باکستون و پدلی (Buxton and Pedley 1989) و نیز رخساره‌های استاندارد هالوک و گلن (Hallock and Glenn 1986) مطابقت داده شده است. در ادامه، ریزرخساره‌های موجود در برش‌های مطالعه شده بررسی و با بررسی تغییرات جانبی رخساره‌ها در برش‌های مطالعه شده، مدل رسویی ارائه می‌شود.

کیلومتری شرق بندرعباس واقع شده است.

در برش کوه خمیر، سازند آسماری شامل ۱۶۰ متر آهک‌های ضخیم‌لایه خاکستری تا قهوه‌ای است که بر سازند پابده قرار دارد. این سازند در برش گچستان به ضخامت ۲۲۰ متر بر سازند پابده قرار دارد.

به منظور مطالعه ریزرساره‌ها، تعداد ۲۵۰ مقطع نازک از دو برش مطالعه شده است. با مطالعه مقاطع نازک و تشخیص آلوکم‌ها و بررسی تنوع و فراوانی آنها، نام‌گذاری سنگ‌های کربناته براساس امبری و کلوان (Embry and Klovan 1971) و دانه‌هام (Dunham 1962) انجام و با مطالعه بافت و اجزای



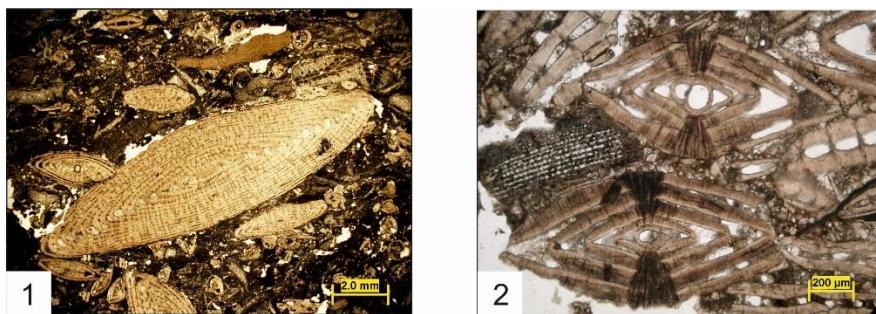
شکل - ۱ نقشه زمین‌شناسی ساختاری ایران و موقعیت زون زاگرس و زیرپهنه‌های زاگرس (برگرفته از Motiei 1995)؛ موقعیت جغرافیایی پرش‌های مطالعه شده

Fig 1- A, a structural geologic map of Iran and Zagros Zone and Subzone position (Motiei 1995); B, Location of study sections.

برش‌های خمیر و گچستان ارائه می‌دهد. با توجه به مطالعات اهرنبرگ و همکاران (Ehrenberg et al. 2007) و مطالعات تکمیلی ون بوخم و همکاران (Van Buchem et al. 2010) و نیکفرد و همکاران (Nikfard et al. 2020)، *Nummulites*، پایان برش، نشان‌دهنده سن روپلین برای سازند آسماری در این دو برش است (شکل ۲). مرز سازند آسماری در هر دو برش با سازندهای پابده در پایین و گچساران در بالا به صورت

بحث

در این پژوهش دو برش خمیر و گچستان در پس خشکی بندرعباس مطالعه شده‌اند. براساس مطالعات زیست‌چینه‌نگاری انجام‌شده بر مبنای فرامینیفرا، سازند آسماری در این دو برش به سن الیگوسن (روپلین) و معادل بیوزون شماره ۵۷ وایند است (Tabatabaei 2023). حضور و فراوانی جنس نومولیتس به‌ویژه *Nummulites intermedius*, *N. vascus*, *N. fichteli* در این برش، سن روپلین برای سازند آسماری را در



شکل ۲-۱. *Nummulites intermedius* در نمونه ARP 5063 برش خمیر؛ ۲. *Nummulites vascus* در نمونه LETP 3815 برش گچستان

Fig 2- 1. *Nummulites intermedius* in sample ARP 5063 Khamir section, **2:** *Nummulites vascus* in sample LETP 3815 Gachestan section

(Corda and Brandano 2003; Romero et al. 2002; Pomar et al. 2014) با تولید کربنات کم است (Aphotic) فرامینیفرای بزرگ همیستدار و جلبک قرمز نشانگر رسوب‌گذاری این رخساره در زیر زون نوری است (Cosovic et al. 2004; Geel 2000). ماتریکس گلی این ریزرساره نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در زیر سطح قاعده امواج و انرژی هیدرودینامیکی پایین است (Pomar et al. 2014). با توجه به موارد ذکر شده محیط رسوبی این ریزرساره، رمپ خارجی عمیق، پایین‌تر از سطح امواج طوفانی است. این ریزرساره معادل ۵ RMF (SMF3) در زون رخساره‌ای شماره ۱ فلوگل (Hallock and Flugel 2010) و معادل رخساره استاندارد ۱ (Glenn 1986) و کمربند رخساره‌ای شماره ۸ (Roxas 1989) روزن‌داران پلانکتیک (Buxton and Pedley 1989) متعلق به رمپ خارجی است. این ریزرساره در بخش انتقالی از سازند پابده به آسماری برش خمیر و ابتدای سازند آسماری در برش گچستان مشاهده شده است. رخساره مشابهی از سازند پابده و ابتدای سازند آسماری در نقاط مختلف زاگرس گزارش شده است (Sadeghi et al. 2009; Vaziri-Moghaddam et al. 2010; Shabafrooz et al. 2015; Allahkarampour dill et al. 2017)

بیوکلاستیک نومولیتید پکستون / گرینستون

Bioclastic Nummulitid packstone/grainstone

اجزای اصلی این ریزرساره شامل فرامینیفرای بزرگ مثل *Nummulites*, *Operculina*, *Lepidocyclina* و *Heterostegina* است. خردۀای اکینوئید، دوکفه‌ای، بریوزوئر،

ریزرساره‌ها

براساس مطالعه مقاطع نازک و بررسی اجزای تشکیل‌دهنده (فرامینیفراء، غیر فرامینیفراء، عناصر غیر اسکلتی و اسکلتی)، تعداد ۹ ریزرساره تشخیص داده شد که کاملاً وابسته به دو فاکتور محدود کننده نور و عمق برای تولید کربنات‌اند. این ریزرساره‌ها بیانگر موقعیت‌های مختلف قرارگیری در حوضه رسوب‌گذاری از سمت خشکی به سمت حوضه‌اند. ریزرساره‌ها به شرح زیرند:

بیوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفراء و کستون/پکستون

Bioclastic planktonic foraminifera wackestone/packstone

عنصر اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرساره، فرامینیفرای پلانکتون است که همراه با آن خردۀایی از فونای دریای آزاد شامل خارپستان و بریوزوا دیده می‌شود. از دیگر اجزای فرعی این ریزرساره، به فرامینیفرای بتیک ریزی چون *Bolivina*, *Heterolepa*, *Uvigerina*, *Textularia*, *Cibicides*, *Chilostomella* اشاره می‌شود. این ریزرساره در زمینه گلی قرار دارد (شکل ۱-۳).

تفسیر: حضور فرامینیفرای پلانکتون، ماتریکس گلی، وجودنداشتن ساختهای رسوبی محیط‌های کم عمق، بیانگر این است که این ریزرساره در محیط آب‌های آرام و عمیق با شوری نرمال دریایی نهشته شده است (Buxton and Pedley 1989; Cosovic et al. 2004). وجود فونای این رخساره در ماتریکس گل رسی، نشانگر رسوب‌گذاری در زون بدون نور



دارند. قطعاتی از اکینوئیدها و بریوزوآ نیز حضور دارند و در برخی نمونه‌ها از فراوانی نسبی برخوردارند. اجزای سازنده این ریزرساره در زمینه‌ای با بافت دانه‌پشتیبان (پکستون) تا روستون قرار گرفته‌اند. از دیگر بیوکلاستهای که اجزایی فرعی این ریزرساره‌اند، به قطعاتی از دوکفهای *Bolivina*, *Amphistegina* و فرامینیفرای کوچکی چون *Textularia*, *Sphaerogypsina* و میلیولید اشاره می‌شود (شکل ۴-۳).

تفسیر: حضور جلبک‌های قرمز کورالیناسه آ به همراه *Nummulites* فرامینیفرای بزرگ خانواده نومولیتیده، به‌ویژه های عدسی‌شکل در این ریزرساره، بیانگر رسوب‌گذاری آن در عمق کمتری نسبت به ریزرساره ۲ است. رسوبات حاوی آب‌های کم عمق‌تری نسبت به پوسته‌های بزرگ و نازک این جنس است (Beavington-Penney and Racey 2004; Vaziri-Moghaddam et al. 2010). پوسته‌های ضخیم *Nummulites* های عدسی‌شکل با پوسته ضخیم، نشان‌دهنده احتمالاً نشان‌دهنده حفاظت در برابر تابش و یا رژیم هیدرودینامیکی قوی‌تر است (Hohenegger et al. 2000) که بیانگر موقعیت پروکسیمال رمپ میانی و پایین‌تر از قاعده (Tucker and Wright 1990; Bassi et al. 2007) حضور فرامینیفرای بزرگ همیست‌دار به همراه جلبک‌های کورالیناسه آ، نشان‌گر محیط الیگوفوتیک تا میزوفوتیک زون برای این ریزرساره است (Mateu-Vicens et al. 2012; Pomar 2001; Renema 2006).

این ریزرساره در FZ4 و معادل ۹ RMF معرفی شده (Flugel 2010) و مطابق با رخساره استاندارد ۳ فلوگل (Hallock and Glenn 1986) و کمربند رخساره‌ای شماره ۷ (Roxas & Pedley 1989) متعلق (Buxton & Pedley 1989) به رمپ میانی نیمه عمیق است. این رخساره در سازند آسماری در برش‌های گچستان و خمیر مشاهده شده است. رخساره مشابهی در نقاط مختلف (Amirshahkarami et al. 2007; Sadeghi et al. 2009; Vaziri-Moghaddam et al. 2010; Allahkarampour dill et al. 2017) ارائه شده است.

جلبک قرمز، فرامینیفرای پلانکتیک، *Amphistegina* و *Elphidium*, *Bolivina* چون *Textularia* نیز دیده می‌شود (شکل ۲-۳ و ۳-۳).

تفسیر: حضور فراوان فرامینیفرای بزرگ با پوسته هیالین، از مشخصه‌های محیط رمپ میانی است. حضور هم‌زمان فرامینیفرای پلانکتیک و خانواده نومولیتیده با تست نازک و کشیده، گویای رسوب‌گذاری در عمیق‌ترین بخش رمپ میانی (Distal middle ramp) (Geel 2000; Romero et al. 2002) با انرژی کم و زیر تأثیر امواج طوفانی است (Bassi et al. 2007; Flugel 2010; Geel 2000) فراوانی فرامینیفرای بزرگ با پوسته هیالین به همراه تعداد کمی از فرامینیفرای پلانکتیک، نشان‌گر رسوب‌گذاری در عمیق‌ترین بخش زون نوری (الیگوفوتیک زون) در رمپ میانی (Bassi et al. 2007; Beavington-Penney and Racey 2004; Corda and Brandano 2003; Hallock and Glenn 1986; Pomar 2001b; Pomar et al. 2012; Pomar et al. 2014; Romero et al. 2002).

این ریزرساره معادل ۹ RMF و زون رخساره‌ای ۳ (FZ3) معرفی شده فلوگل (Flugel 2010) و کمربند رخساره‌ای (Buxton and Pedley 1989) شماره ۷ (رخساره فرامینیفرای بزرگ) (Hallock and Glenn 1986) و مطابق با رخساره استاندارد ۲ (Amirshahkarami et al. 2007; Sadeghi et al. 2009; Vaziri-Moghaddam et al. 2010; Allahkarampour dill et al. 2017) متعلق به رمپ میانی عمیق است. این رخساره در سنگ‌آهک‌های ابتدای سازند آسماری در برش‌های گچستان و خمیر مشاهده شده است. رخساره مشابهی در نقاط مختلف زاگرس ارائه شده است (Sadeghi et al. 2009; Vaziri-Moghaddam et al. 2010; Allahkarampour dill et al. 2017).

بیوکلاستیک نومولیتید جلبک قرمز فلوتسون / پکستون Bioclastic Nummulitid red algae Floatstone / Packstone

فونای غالب این ریزرساره را جلبک‌های کورالیناسه آ و فرامینیفرای بزرگ از خانواده نومولیتیده تشکیل می‌دهند. در برخی نمونه‌ها *Lepidocyclusina* نیز به صورت محدود حضور



al. 2017)

این ریزرساره در FZ7 و معادل RMF 20 ارلئه‌شده توسط فلوگل (Flugel 2010) و مطابق با کمریند رساره‌ای ۵ و ۶ (Buxton and Pedley 1989) است. این ریزرساره در برش‌های گچستان و خمیر دیده می‌شود. رساره مشابهی در نقاط مختلف زاگرس ارائه شده است (Amirshahkarami et al. 2007; Sadeghi et al. 2009; Vaziri-Moghaddam et al. 2010; Shabafrooz et al. 2015; Allahkarampour dill et al. 2017).

بیوکلاستیک فرامینیفرای بدون منفذ نومولیتید پکستون

Bioclastic imperforate foraminifera Nummulitid packstone

این ریزرساره، تنوع بالایی از فرامینیفرای بتیک (منفذدار و بدون منفذ) دارد. از فرامینیفرای منفذدار به خانواده نومولیتیده (*Nummulites*, *Operculina*, *Heterostegina*) و *Neorotalia* و *Amphistegina* بدون منفذ شامل میلیولید، *Archaias*, *Peneroplis* است. جلبک قرمز کورالیناسه آ از دیگر اجزای معمول در این ریزرساره است. قطعات بریوزوا، اکینوئیدا و فرامینیفرای کوچکی چون *Textularia*, *Bolivina* و *Elphidium* از اجزای فرعی این ریزرساره‌اند. همچنین روتالیدهای کوچک اپی فیت مثل *Planorbolina* و *Discorbis* نیز حضور دارند (شکل ۳-۶).

تفسیر: حضور هم‌زمان فونای دریایی باز مثل خانواده نومولیتیده و جلبک قرمز به همراه فرامینیفرای بدون منفذ، نشانگر نهشته‌شدن این ریزرساره در یک لagon با چرخش آزاد آب و اکسیژن کافی بدون سد مؤثر بین رمپ میانی و داخلی (Romero et al. 2002; Vaziri-Moghaddam et al. 2010) است. این رساره به دلیل همراهی فرامینیفرای پورسلانوز و فونای خاص مزووفوتیک (*Nummulites*, *Operculina*, *Heterostegina*, *Neorotalia* و جلبک قرمز) نشانگر شرایط مزووفوتیک-یوفوتیک برای این بخش است (Pomar et al. 2014; Allahkarampour dill et al. 2017). نومولیت‌ها در این رساره به نسبت رساره‌های قبلی محدب‌تر و

بیوکلاستیک مرجان- جلبک قرمز فلوتسنون / رو DSTON

Bioclastic coral- red algae floatstone/rudstone

جلبک‌های قرمز کورالیناسه آ و مرجان، آلوکم‌های اصلی این رساره را تشکیل می‌دهند و قطعات اکینوئید، دوکفه‌ای، *Textularia*, *Nummulites*, *Operculina*, *Planorbolina* و *Elphidium* ریزرساره‌اند. بافت این رساره فلوتسنون / رو DSTON بوده است که در برخی مقاطع با توجه به کاهش اندازه ذرات به صورت پکستون دیده می‌شود. جلبک‌های آهکی موجود در *Lithophyllum*, بیشتر از جنس‌های *Subterraniophyllum* و *Lithothamnion*, *Sporolithon* در برش گچستان در چند نمونه این جلبک‌های کورالیناسه آ به صورت رو دولیت دیده می‌شود (شکل ۵-۳).

تفسیر: با توجه به حضور جلبک‌های قرمز کورالیناسه آ و همراهی فونای دریایی چون خردۀای بریوزوئر و اکینوئید در این رساره، شرایط شوری نرمال و چرخش آزاد آب و انرژی متوسط رمپ میانی را نشان می‌دهد (Pomar 2001a; 2001b). رساره‌های رو دولیتی شکل‌گیری این رساره‌ها در (Morsilli et al. 2012) یک محیط با انرژی کم را نشان می‌دهد (Brandano et al. 2010). در این رساره چارچوب خوب حفظشده جلبک‌های قرمز کورالیناسه آ، بیانگر یک محیط نسبتاً آرام با نرخ رسوب گذاری پایین و پایداری کف حوضه است (Nebelsick & Bassi 2000; Shabafrooz et al. 2015). کلونی‌های مرجانی و قطعات جلبکی در این رساره، قادر به تشکیل یک ساختار سه بعدی مقاوم در برابر امواج نبودند که این نشان می‌دهد تجمع آنها در زون مزووفوتیک زیر حد فعالیت امواج بوده است (Morsilli et al. 2012; Pomar et al. 2014). حضور پراکنده برخی فرامینیفرای بتیک بزرگ مثل *Nummulites* و *Operculina* منعکس‌کننده شرایط مزووفوتیک در مجاورت یوفوتیک است. این شرایط با حضور بعضی از فرم‌های پورسلانوز و فرامینیفرای اپی فیت کوچک تأیید می‌شود که از محیط رمپ داخلی به اینجا حمل شده‌اند (Brandano et al. 2009a, 2009b; Hallock and Pomar 2008; Pomar et al. 2014; Reuter et al. 2011; Allahkarampour Dill et



رسوی و تنوع فرامینیفرای شاخص لagon، محیط این ریزرخساره را در شرایط آب‌های کم عمق، با انرژی بالا و تحت تأثیر امواج و جریان‌های جذرومدی در رمپ داخلی (Brandano et al. 2009b; Corda & Brandano 2003; Shabafrooz et al. 2015, Allahkarampour dill et al. 2017) حضور فرامینیفرای نظر *Peneroplis* و *Archaias* معرف قرار گرفتن در بخش علفزارهای دریایی در زون یوفوتیک RMF است (Taheri 2015). این ریزرخساره در 8-7 معادل FZ7-8 معرفی شده (Flugel 2010) و همچنین مطابق با کمربند رخساره‌ای شماره ۴ (Buxton & Pedley 1989) و رخساره استاندارد شماره ۸ (Hallock and Glenn 1986) است. این ریزرخساره در برش‌های گچستان و خمیر مشاهده شده است.

بیولاستیک فرامینیفرای بتیک کوچک اکینوئید و کستون/ پکستون

Bioclastic small benthic foraminifera echinoid wackestone/ packstone

این رخساره با فراوانی قطعات اکینوئید و فرامینیفرای کوچک *Elphidium*, *Valvulina*, *Planorbolina*, *Discorbis*, مثل *Reussella* و روتالیاهای کوچک، مشخص است. از دیگر اجزای تشکیل‌دهنده که به مقدار کمتر مشاهده می‌شوند، به *Amphistegina*, *Bigenerina*, *Sphaerogypsina* جلبک قرمز و قطعات بریوزواً اشاره می‌شود (شکل ۲-۴).

تفسیر: با توجه به حضور فونای دریایی مثل اکینوئید و جلبک‌های کورالیناسه آبه‌همراه فرامینیفرای ریز و تنوع کم فسیل‌ها، محیط تشکیل این ریزرخساره، محیط دریایی کم عمق ریزرخساره در زون نوری یوفوتیک بوده است. این ریزرخساره در 8-7 معادل RMF7 معرفی شده (Flugel 2010) و همچنین مطابق با کمربند رخساره‌ای شماره ۲ (Buxton and Pedley 1989) و رخساره استاندارد شماره ۸ (Hallock and Glenn 1986) است. این رخساره در سازند آسماری در برش‌های گچستان و خمیر مشاهده شده است.

کوچک‌تر شده است که نشانگر کم عمق ترشدن محیط است. همچنین دیواره‌های فرسایش‌یافته و قطعات شکسته شده فرامینیفرای ماتریکس گرینستونی موجود در برخی مقاطع، دلالت بر محیط پرانرژی برای رسب‌گذاری این ریزرخساره دارد (Allahkarampour dill et al. 2017). همراهی فونا و دیگر شرایط محیطی بحث شده، نشان می‌دهد محیط این ریزرخساره در رمپ داخلی بوده و به علت پایین یا بالاتر بودن از حد امواج عادی، احتمالاً تحت تأثیر امواج دریایی و جزرومدی قرار گرفته است. این تأثیرات محیطی در شست‌وشوی گل میکریتی و جورشدگی و گردش‌گی خوب در بعضی مقاطع متعلق به این ریزرخساره به خوبی مشهود است (Flugel 2010). این ریزرخساره در 7-6 معادل RMF 13 معرفی شده (Flugel 2010) و رخساره استاندارد شماره ۷ (Glenn 1986) است. این رخساره در برش‌های گچستان و خمیر مشاهده می‌شود. رخساره مشابهی از دیگر نقاط زاگرس (Allahkarampour dill et al. 2017; Sadeghi et al. 2009; Shabafrooz et al. 2015)

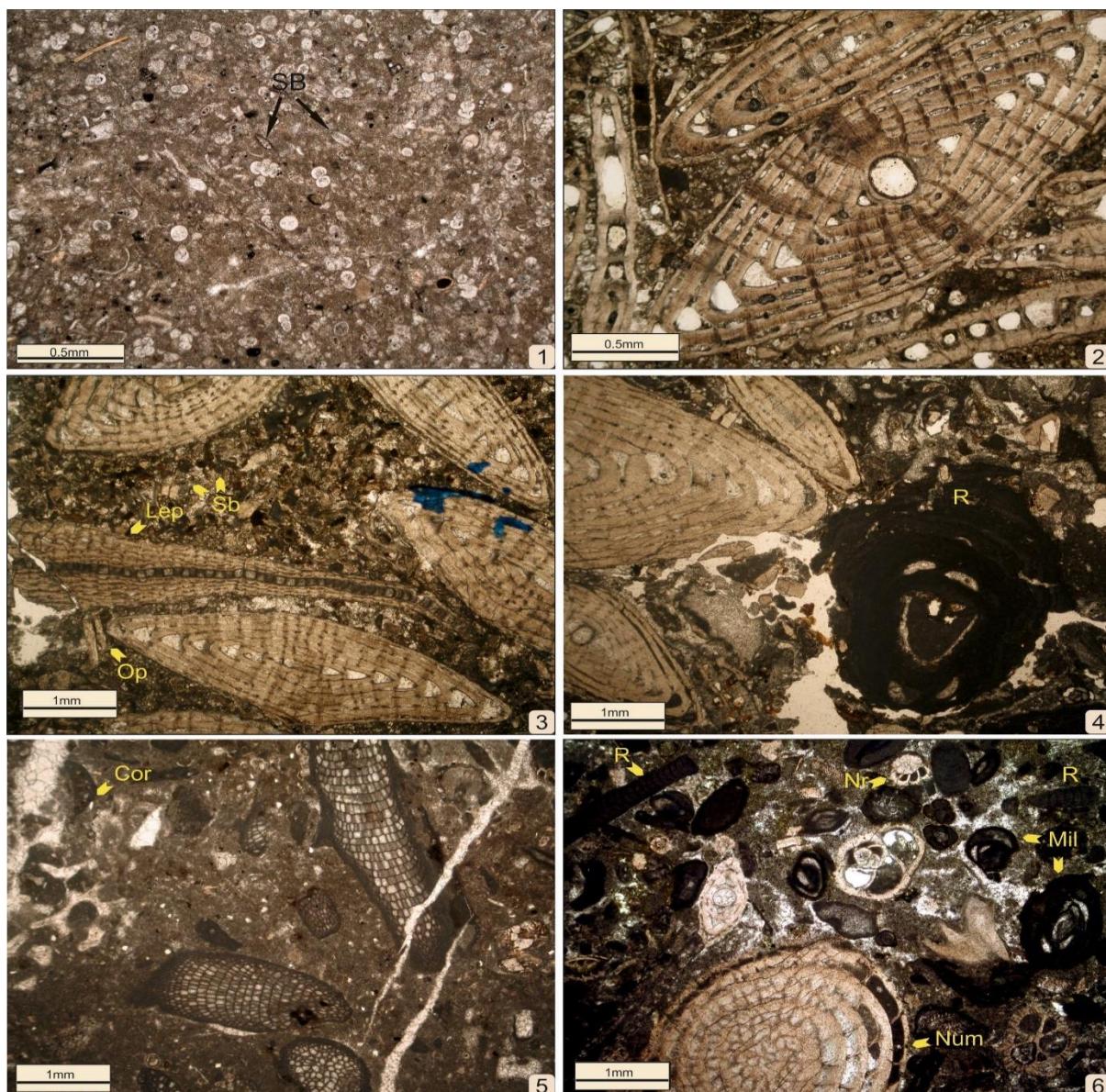
بیولاستیک فرامینیفرای بدون منفذ پکستون

Bioclastic imperforate foraminifera packstone

اجزای اصلی این ریزرخساره، فرامینیفرای پورسلانتوز با تنوع *Archaias*, *Peneroplis*, *Triloculina* و *Quinqueliculina*, *Pyrgo*, *Astrotrillina* تعداد زیاد در این رخساره دیده می‌شود. خرده‌های اکینوئید و دوکفه‌ای، جلبک قرمز و فرامینیفرایی چون *Amphistegina*, *Elphidium*, *Discorbis* فرعی مشاهده می‌شود (شکل ۱-۴).

تفسیر: در محیط‌های دریایی امروزی، فرامینیفرای پورسلانتوزی چون *Archaias* و *Peneroplis* در محیط‌های آبی کم عمق نواحی حاره و نیمه‌حاره زیست می‌کنند (Lee 1990). با در نظر گرفتن فراوانی فرامینیفرای بدون منفذ، محیط رمپ داخلی برای این ریزرخساره در نظر گرفته می‌شود. بافت





شکل ۳-۱. ریزرساره شماره ۱ بیوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفرا وکستون/پکستون (نمونه LETP 3751 برش گچستان)؛ ۲ و ۳. ریزرساره شماره ۲ بیوکلاستیک نومولیتید پکستون/گرینستون/رودستون/فلوتسنون (نمونه LETP 3785 برش گچستان و نمونه ARP 5076 برش خمیر)؛ ۴. ریزرساره شماره ۳ بیوکلاستیک نومولیتید جلبک قرمز فلوتسنون/پکستون (نمونه ARP 5047 برش خمیر)؛ ۵. ریزرساره شماره ۴ بیوکلاستیک مرجان-جلبک قرمز فلوتسنون/رودستون (نمونه ARP 5034 برش خمیر)؛ ۶. ریزرساره شماره ۵ (Nr: *Neorotalia*, Num: *Nummulites*, OP: *Operculina*, Lep: *Lepidocyclus*, SB: Small Benthic foraminifera, Ec: echinoid, Mil: Miliolids, R: Red-algal, Cor: Coral)

Fig 3- 1, Microfacies 1: Bioclastic planktonic foraminifera wackestone/packstone (sample no. LETP 3751, Gachestan section); 2, 3, Microfacies 2: Bioclastic Nummulitid packstone/ grainstone (sample no. LETP 3785, Gachestan section; sample no. ARP 5076, Khamir section); 4, Microfacies 3: Bioclastic Nummulitid red algae floatstone/ packstone (sample no. ARP 5047, Khamir section); 5, Microfacies 4: Bioclastic coral red algae floatstone/rudstone (sample no. ARP 5034, Khamir section); 6, Microfacies 5: Bioclastic imperforate foraminifera Nummulitid packstone (sample no. ARP 5097, Khamir section) (Nr: *Neorotalia*, Num: *Nummulites*, OP: *Operculina*, Lep: *Lepidocyclus*, SB: Small Benthic foraminifera, Ec: echinoid, Mil: Miliolids, R: Red-algal, Cor: Coral)

مادستون

Mudstone

این ریزرخساره از آهک‌های ریز بلور گل آهکی تشکیل می‌شود و تقریباً فاقد فسیل است و در برخی مقاطع حاوی تعداد بسیار کمی از فونای است که شناسایی شدنی نیست. این ریزرخساره به صورت مادستون دولومیتی و یا مادستون همراه با فابریک فنستراال دیده می‌شود. گاهی ذرات کوارتز و غالب‌های تبخیری نیز در این ریزرخساره مشاهده شده است (شکل ۴-۴).

تفسیر: تجمع گل کربناته در محیط‌های با انرژی خیلی پایین انجام می‌شود. مادستون در محیط رسوبی داخلی‌ترین بخش پروکسیمال رمپ داخلی تجمع می‌یابد. این رخساره در آب‌های بسیار کم عمق و شرایط کاملاً محصور (ایترتايدال/Sوپراتاییدال) با شوری بالا اتفاق می‌افتد (Aqrabi et al. 2006). گل آهکی با تیغه‌های ژیپس و دلنه‌های ریز کوارتز در لاجون محصور ایجاد می‌شود. این رخساره نشانگر شرایط فوق شور در لاجون است (Vaziri-Moghaddam et al. 2010). رسوب‌گذاری ذرات ریز معلق تحت شرایط آب‌های آرام باعث تشکیل بافت مادستونی شده است. این رخساره در FZ9 معادل RMF19 و RMF22 ارائه شده توسط فلوگل (Flugel 2010) و کمریند رخساره‌ای شماره ۱ (Buxton & Pedley 1989) است. این ریزرخساره در هر دو برش مشاهده شده است. این ریزرخساره از محیط مشابه در نقاط مختلف زاگرس گزارش شده است (Vaziri-Moghaddam et al. 2010; Shabafrooz et al. 2015, Allahkarampour dill et al. 2017; Amirshahkarami et al. 2007; Sadeghi et al. 2009) در شکل‌های ۵ و ۶ توزیع رخساره‌های رسوبی در برش‌های خمیر و گچستان نشان داده شده است.

بیوکلاستیک میلیولید و کستون/پکستون

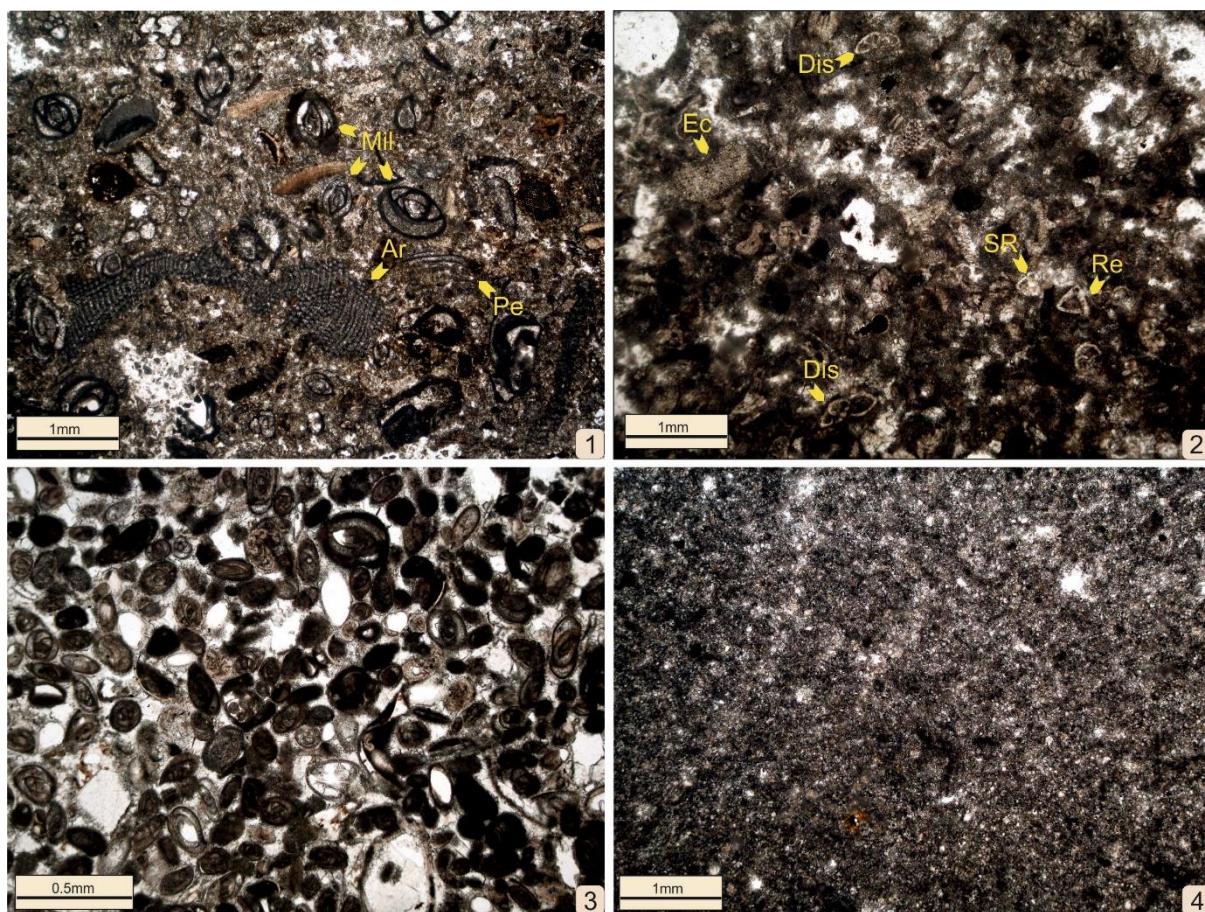
Bioclastic miliolids wackestone/packstone

آلوكم‌های اصلی این ریزرخساره، میلیولیدهایی چون *Astrotrillina*, *Quinqueloculina*, *Pyrgo*, *Triloculina* بوده است که در زمینه‌ای با بافت و کستون/پکستون قرار دارند. اجزای فرعی فرامینیفرای کوچکی چون *Elphidium* و *Discorbis*, قطعات اکینوئید، بریوزوا، دوکفه‌ای‌ها و پلوبیلند (شکل ۳-۴).

تفسیر: با توجه به فراوانی فرامینیفرای بدون منفذ، محیط رمپ داخلی برای این ریزرخساره در نظر گرفته می‌شود. افزایش گل آهکی در زمینه و تنوع کم فونای تشکیل‌دهنده، نشان‌دهنده کم عمق ترشدن محیط رسوبی و زیر پوشش علفزارهای دریایی است (Brandano et al. 2010; Shabafrooz et al. 2015) در محیط رمپ داخلی با کم عمق ترشدن محیط و افزایش میکرایت از فرامینیفرای پورسالانوز بزرگ، دارای همزیست کم می‌شود و فرامینیفرای بدون منفذ کوچک ساده و بدون همزیست افزایش می‌یابد و محیط لاجونی محدودتری را نشان می‌دهد. حضور نداشتن فرم‌های نرمال دریایی و فراوانی فرم‌های خاص لاجون محصور مثل میلیولیدها این محیط را توجیه می‌کند. این ریزرخساره میان کم عمق ترشین بخش بالایی یوفوتیک زون، با نور زیاد و بستر نرم گلی است (Geel 2000; Romero et al. 2002; Corda & Brandano 2003; Vaziri-Moghaddam et al. 2010)

این ریزرخساره در FZ8 معادل RMF 16 معرفی شده فلوگل (Flugel 2010) و همچنین مطابق با کمریند رخساره‌ای شماره ۲ (Buxton and Pedley 1989) و رخساره استاندارد شماره ۸ (Hallock and Glenn 1986) است. این ریزرخساره در برش‌های گچستان و خمیر مشاهده شده است.





شکل ۴-۱. ریزرساره شماره ۶ بیوکلاستیک فرامینیفرای بدون منفذ با تنوع بالا پکستون / گرینستون (نمونه ARP 5084 برش خمیر)؛ ۲. ریزرساره شماره ۷ بیوکلاستیک فرامینیفرای بتیک کوچک اکینوئید وکستون پکستون (نمونه ARP 5048 برش خمیر)؛ ۳. ریزرساره شماره ۸ بیوکلاستیک فرامینیفرای بدون منفذ پکستون (نمونه LETP 3857 برش گچستان)؛ ۴. ریزرساره شماره ۹ مادستون (نمونه LETP 3818 گچستان) (Mil: Miliolid, Ar: Archaias, Pe: Peneroplis, Ec: Echinoid, Dis: Discorbis, Re: Reussella, SR: برش گچستان)

Fig 4-1. Microfacies 6: Bioclastic imperforate foraminifera packstone (sample no. ARP 5084, Khamir section); 2. Microfacies 7: Bioclastic small benthic foraminifera echinoid wackestone/ packstone (sample no. ARP 5048, Khamir section); 3. Microfacies 8: Bioclastic miliolids wackestone/packstone (sample no. LETP 3818 Gachestan section); 4. Microfacies 9: Mudstone (sample no. LETP 3857, Gachestan section) (Mil: Miliolid, Ar: Archaias, Pe: Peneroplis, Ec: Echinoid, Dis: Discorbis, Re: Reussella, SR: Small rotalids)

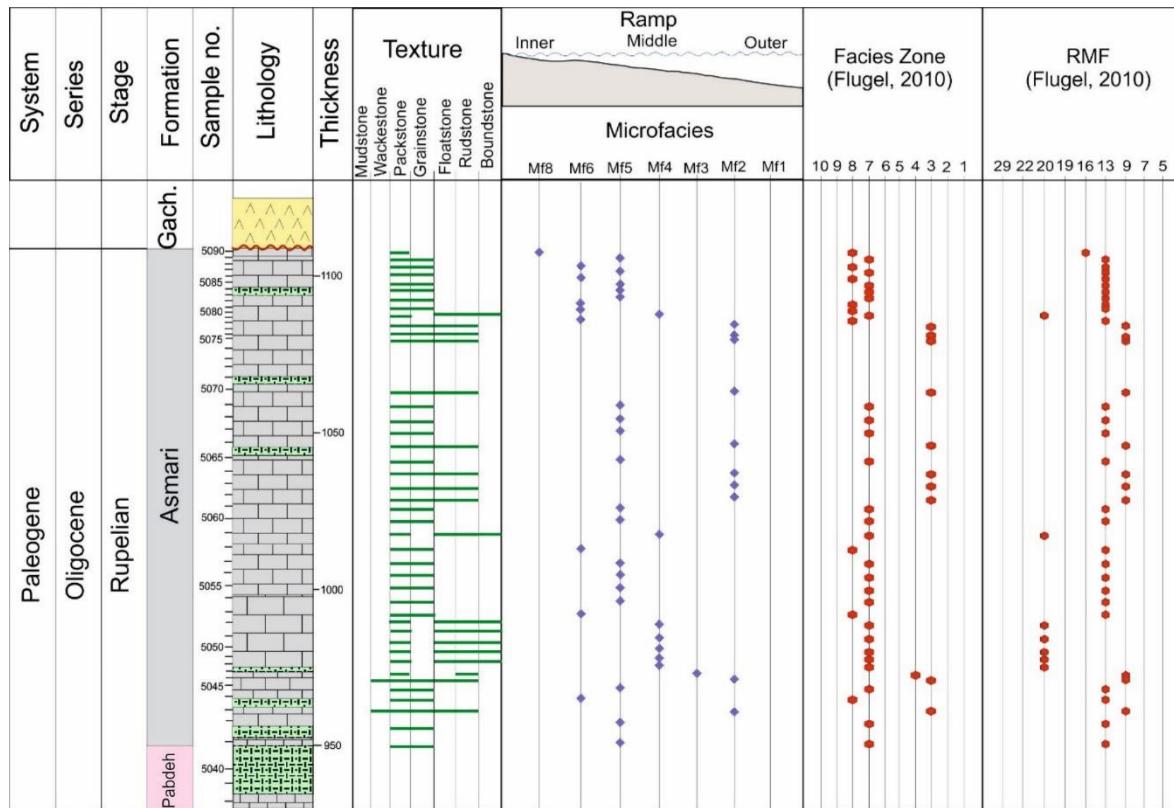
در این منطقه شناخته شده است که عبارت‌اند از: لاجون محصور، لاجون نیمه محصور، محیط نسبتاً عمیق و حوضه عمیق. این محیط‌های رسوبی با محیط‌های رسوبی عهد حاضر مشابهت زیادی دارد (Read 1985; Jones and Desrochers 1992). یکی از این محیط‌های عهد حاضر، خلیج فارس است که برای استنتاج عمق آب در شرایط دیرینه بسیار کاربردی و مفید است؛ زیرا شباهت بسیار زیادی به حوضه فورلند زاگرس در طی الیگومیوسن دارد (Vaziri-Moghaddam et al. 2010)؛ بنابراین

مدل محیط رسوبی

بسیاری از محققان قبلی، محیط رسوبی سازند آسماری را رمپ کریانه معرفی کرده‌اند (VAn Buchem et al. 2010; Vaziri-moghaddam et al. 2006; Vaziri-moghaddam et al. 2010; (Sabafrooz et al. 2015 Allahkarampour dill et al. 2017 تفسیری که در اینجا ارائه می‌شود، براساس بافت، آلکوم‌های تشکیل‌دهنده و موقعیت قرارگیری در رخنمون رسوبی دیرینه همراه با توزیع عمودی و جانبی رساره‌هاست. براساس مطالعات ریزرساره‌ها، چند محیط رسوبی کریانه

دیرینه در منطقه مطالعه شده ارائه می شود.

مطالعات محیط دیرینه و رسوی شناسی نشان می دهد مدل رسوی رمپ کربناته بهترین مدلی است که برای این رسوبات



شکل ۵- ستون سنگ شناسی و توزیع ریز خساره ها در برش خمیر

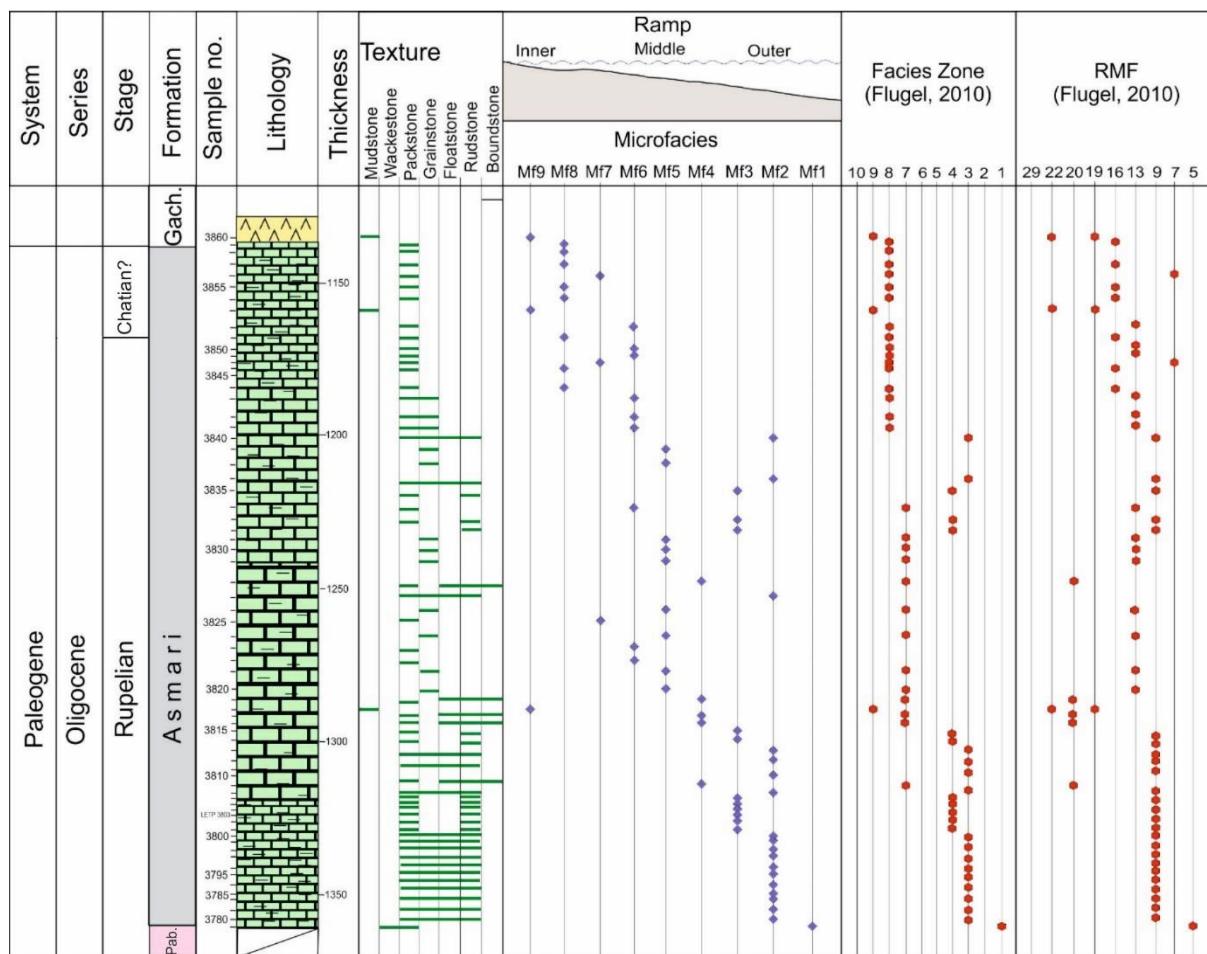
Fig 5- Lithological column and vertical facies distribution in Khamir section

دریابی است (Geel 2000). مشاهده نکردن سایش و خردگی در فرامینیفرا نشان دهنده تجمع بر جای آنهاست؛ بنابراین وکستون پکستون همراه با نومولیتید و لپیدو سیکلینید در شرایط کم انرژی بین قاعده امواج عادی و قاعده امواج طوفانی در محیط رمپ میانی نهشته شده اند. تفاوت در شکل پوسته فرامینیفرا منعکس کننده عمق آب است. رسوبات حاوی تست های ضخیم و عدسی شکل در محیط کم عمق تری نسبت به رسوبات حاوی نومولیتید و لپیدو سیکلینید های مسطح و کشیده، نهشته شده اند (Vaziri-Moghaddam et al. 2010) (Hohenegger et al. 2000).

جغرافیایی مختص محیط های معتدل تا گرم سیری نیمه گرم سیری اند (Burchette and Wright 1992).

محیط رسوی رمپ کربناته بر اساس قاعده سطح امواج عادی و قاعده امواج طوفانی، به سه زیر محیط تقسیم می شود: رمپ داخلی (بالاتر از قاعده امواج عادی)، رمپ میانی (مابین قاعده امواج عادی و امواج طوفانی) و رمپ خارجی (زیر قاعده امواج طوفانی) (Burchette and Wright 1992; Flugel 2010; Bassi and Nebelsick 2010). رخساره رمپ خارجی با لیتو لولژی مارن و سنگ آهک مارنی مشخص است. بافت سنگ وکستون بوده است که غنی از فرامینیفرای پلانکتیک است. بافت گل پشتیبان و نبود ساختارهای حاصل از جریان و امواج، نشان دهنده محیط انرژی زیر حد امواج طوفانی است (Burchette and Wright 1992).

فراوانی فرامینیفرای منفذ دار بزرگ، نمایانگر شرایط نرمال



شکل ۶- ستون سنگ‌شناسی و توزیع ریزرساره‌ها در برش گچستان

Fig 6- Lithological column and vertical facies distribution in Gachestan section

پسین پیشنهاد می‌شود. براساس شناسایی کمربندهای رساره‌ای به همراه تغییرات تدریجی رساره‌ها و حضور و فراوانی فرامینیفرای پلانکتیک، نومولیتیده، جلبک‌های قرمز، مرجان‌ها و فرامینیفرای بتیک بدون منفذ، مدل محیط رسوب‌گذاری سازند آسماری به سن روپلین پایانی شامل سه بخش رمپ خارجی، رمپ میانی و رمپ داخلی است (شکل ۷).

رمپ خارجی

رمپ خارجی شامل ریزرساره شماره ۱ (بیوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفرا و کستون/پکستون) است. فونای غالب این محیط فرامینیفرای پلانکتیک‌اند. فرامینیفرای بتیک ریز و

همراهی جلبک‌های همزیست با فرامینیفرای منفذدار نشان می‌دهد نور فاکتور اصلی برای تعیین توزیع عمق است Hansen and Buchardet 1977; Hallock 1981; Bignot 1985; Hallock and Glenn 1986). رسوبات رمپ داخلی شامل لاگون باز و لاگون محصور است. در لاگون محصور تنوع فونی کم است و فونای نرمال دریایی موجود نیست. فرامینیفرای بدون منفذ پورسلانوز تشکیل دهنده‌های زیستی این محیط‌اند. فراوانی فرامینیفرای پورسلانوز به آب‌های نسبتاً شور اشاره دارد (Geel 2000). لاگون باز (نیمه محصور) با فونای نرمال دریایی از قبیل اکینوئید، جلبک قرمز و فرامینیفرای منفذدار به همراه فونای محصور مثل میلیولیدها مشخص می‌شود. براساس مطالعات انجام شده، مدل رسوبی محیط رمپ کربناته برای سازند آسماری در منطقه مطالعه شده در زمان روپلین



ریزرساره‌های شماره ۵ تا ۹ در این محیط قرار می‌گیرند. حضور هم‌زمان فرامینیفرای منفذدار بزرگ و بدون منفذ (ریزرساره شماره ۵) نشانگر محیط لاغونی با چرخش آزاد آب در ابتدای ترین بخش رمپ داخلی است و سد مؤثری بین رمپ میانی و داخلی وجود ندارد. فرامینیفرای پورسلانوز، سازگارترین جانداران با شرایط دیرینه شدت نور بالا و شوری زیادند که در رمپ داخلی زیست می‌کنند.

توزیع ریزرساره‌ها در برش خمیر نشان می‌دهد ریزرساره‌های محیط رمپ میانی (ریزرساره‌های شماره ۲، ۳ و ۴) از فراوانی بیشتری برخوردارند و احتمالاً محیط نهشتهد شدن سازند آسماری در موقعیت این برش بیشتر رمپ میانی بوده است. در مقابل گسترش ریزرساره‌ها در برش گچستان، فراوانی ریزرساره‌های محیط رمپ داخلی (ریزرساره‌های ۵، ۶، ۷ و ۹) را نشان می‌دهد و میین این است که سازند آسماری در این موقعیت، بیشتر در محیط رمپ داخلی رسوب‌گذاری کرده است (شکل ۸).

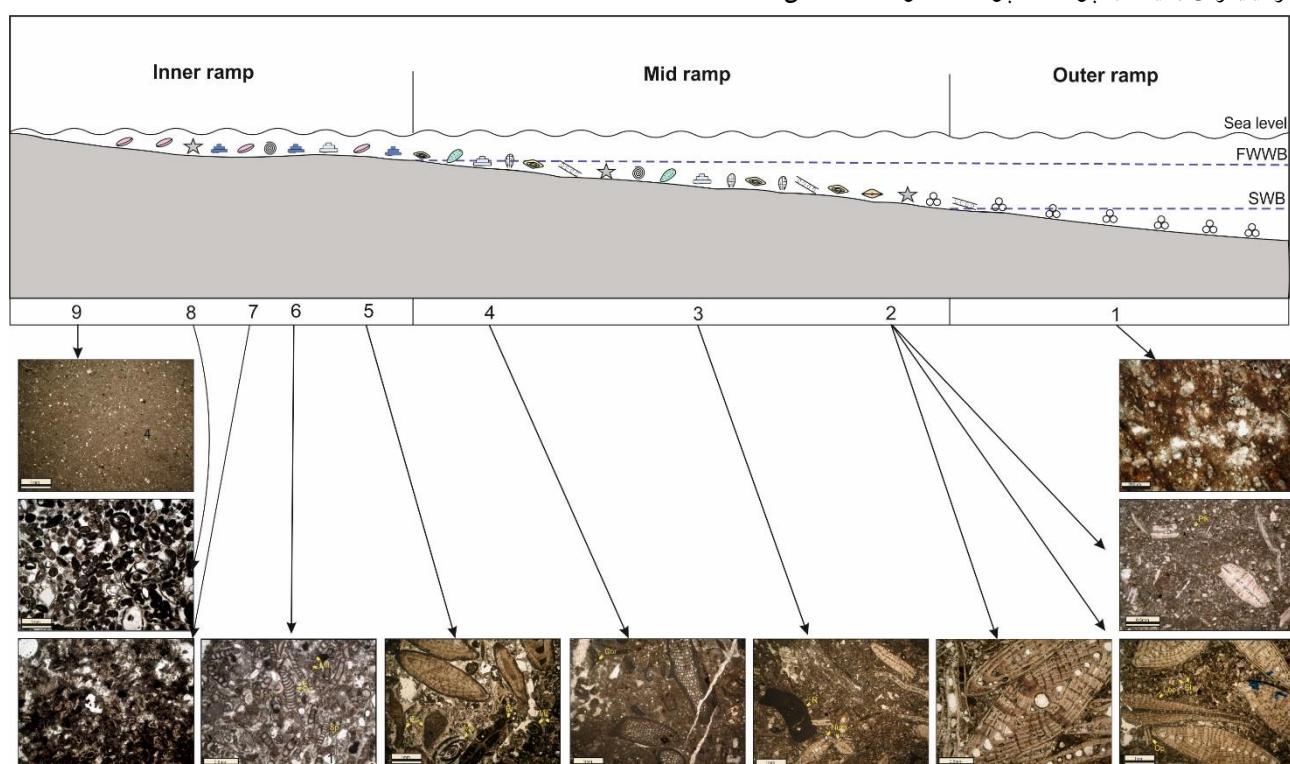
قطعاتی از خارپستان و بربوزوا در نهشتهد این محیط مشاهده می‌شود. این شرایط در بخش‌های انتقالی از سازند پابده به آسماری برش خمیر و ابتدای سازند آسماری در برش گچستان وجود دارد.

رمپ میانی

این محیط با فراوانی فرامینیفرای بتیک بزرگی چون نومولیتیده و جلبک‌های قرمز و مرجان مشخص می‌شود. ریزرساره‌های نشانگر این محیط عبارت‌اند از ریزرساره شماره ۲ (بیوکلاستیک نومولیتیده پکستون/ گرینستون/ روستون/ فلوتسن)، ریزرساره شماره ۳ (بیوکلاستیک نومولیتیده جلبک قرمز فلوتسنون/ پکستون) و ریزرساره شماره ۴ (بیوکلاستیک مرجان- جلبک قرمز فلوتسنون/ روستون).

رمپ داخلی

محیط رمپ داخلی به‌طور عمده با حضور و فراوانی فرامینیفرای بتیک با پوسته پورسلانوز مشخص است.

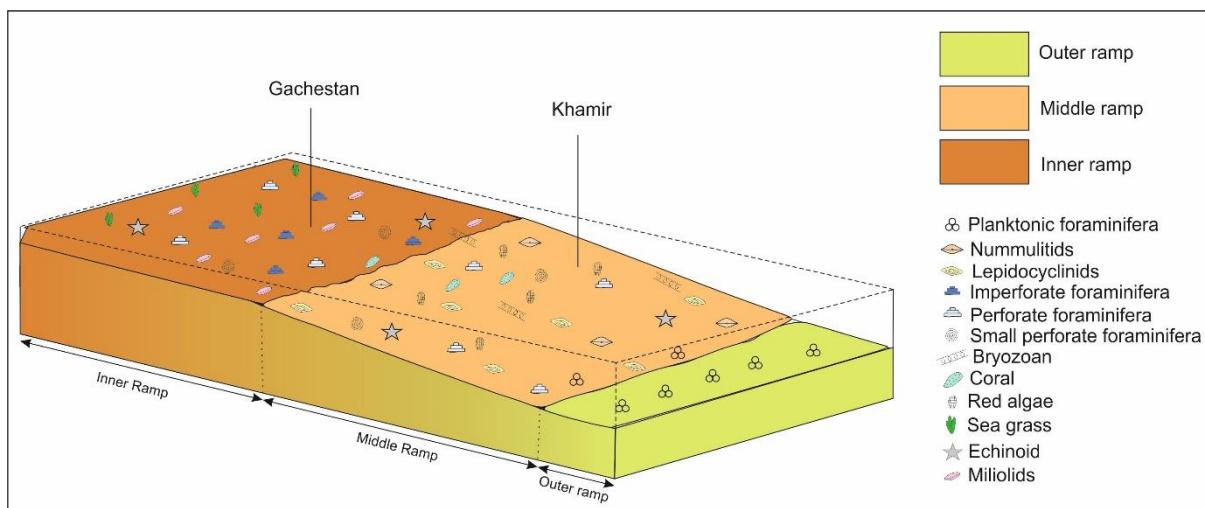


شکل ۷- نیمرخ محیط رمپ کربناته و موقعیت قرارگیری رخساره‌های مرتبط با آن

Fig 7- The carbonates ramp profile and position of microfacies



<https://doi.org/10.22108/jssr.2025.142715.1295>



شکل ۸- مدل شماتیک از رمپ کربناته سازند آسماری در زمان روپلین پسین و موقعیت قرارگیری برش‌های خمیر و گچستان

Fig 8- Depositional model for the carbonate ramp of the Asmari Formation in Late Rupelian in Khamir and Gachestan sections

براساس گسترش و فراوانی ریزرخساره‌های مطالعه شده در دو برش و مقایسه با یکدیگر، ریزرخساره‌های محیط رمپ میانی در برش خمیر، فراوانی بیشتری داشته است. در برش گچستان فراوانی ریزرخساره‌های رمپ داخلی بیشتر بوده است؛ بنابراین محیط رسوب گذاری سازند آسماری در برش خمیر عمیق‌تر از برش گچستان بوده است.

سپاسگزاری

لازم است از تمام کسانی تشکر کنیم که ما را در نوشتن این مقاله یاری کردند؛ به ویژه از جناب آقایان دکتر پیریانی و دکتر امینی بابت راهنمایی‌های ارزنده‌شان کمال تشکر را داریم. همچنین از مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت، بابت همکاری نهایت تشکر و قدردانی را داریم.

نتیجه

براساس مطالعه ریزرخساره‌های سازند آسماری به سن روپلین پسین در پس خشکی بندرعباس (دو برش خمیر و گچستان) تعداد ۹ ریزرخساره شناسایی شد که از قسمت ک عمق به عمیق نهشته شده‌اند؛

با توجه به نوع فسیل‌ها و ویژگی‌های خاص محیطی هر گروه از فرامینیفرا، محیط دیرینه ریزرخساره‌ها مشخص شد که عبارت‌اند از لاغون محصور، لagon نیمه محصور و بخش‌های نسبتاً عمیق حوضه؛

با توجه به گسترش ریزرخساره‌های موجود، مدل محیط رسوبی رمپ کربناته برای سازند آسماری در منطقه مطالعه شده ارائه می‌شود که به سه زیرمحیط رمپ خارجی، رمپ میانی و رمپ داخلی تقسیم می‌شود. ریزرخساره شماره ۱ معرف رمپ خارجی است. ریزرخساره شماره ۲، ۳ و ۴ نشانگر رمپ میانی و ریزرخساره‌های ۵، ۶، ۷، ۸ و ۹ مؤید رمپ داخلی است؛ فراوانی فرامینیفرا پلانکتیک نشانگر محیط عمیق و رمپ خارجی، فراوانی فرامینیفرا بزرگ منفذدار به همراه جلبک‌های قرمز معرف رمپ میانی و تجمع فرامینیفرا بدون منفذ نشانه‌ای از رمپ داخلی است؛

References

- Adams T.D. and Bourgeois F. 1967. Asmari biostratigraphy. Iranian Oil Operating Companies Geological and Exploration Division Report 1074.
- Aghanabati A. 2011. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Teheran, 586p. [In Persian]
- Allahkarampou Dill M.A. Vaziri-Moghaddam H. Seyrafian A. and Behdad A. 2017. Oligo-Miocene



- Palaeoecology, 274(1-2): 54-63. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.12.018>
- Brandano M. Frezza V. Tomassetti L. Pedley M. and Matteucci R. 2009b. Facies analysis and palaeoenvironmental interpretation of the late Oligocene Attard Member (lower Coralline Limestone Formation), Malta. *Sedimentology*, 56(4): 1138-1158. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.01023.x>
- Brandano M. Morsilli M. Vannucci G. Parente M. Bosellini F. and Mateu-Vicens G. 2010. Rhodolith-rich lithofacies of the Porto Badisco Calcareous (upper Chattian, Salento, southern Italy). *Italian Journal of Geosciences*, 129(1):119-131. <https://doi.org/10.3301/IJG.2009.10>
- Burchette T.P. and Wright V.P. 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79(1-4): 3-57. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90003-A](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90003-A)
- Busk H.G., 1918. Some notes on the geology of the Persian oilfields. *Institution of Petroleum Technologists*, 17: 2-5.
- Buxton M.W.N. and Pedley H.M. 1989. Short Paper: A standardized model for Tethyan Tertiary carbonate ramps. *Journal of the Geological Society*, 146(5): 746-748. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.146.5.0746>
- Corda L. and Brandano M. 2003. Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy. *Sedimentary Geology*, 161(1-2): 55-70. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00395-0](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00395-0)
- Ćosović V. Drobne K. and Moro A. 2004. Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula). *Facies*, 50(1): 61-75. <https://doi.org/10.1007/s10347-004-0006-9>
- Dunham R. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: We H. (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*, a symposium, AAPG Memoirs, 108-121.
- Ehrenberg S.N. Pickard N.A.H. Laursen G.V. Monibi S. Mossadegh Z.K. Svånå T.A. Aqrabi A.A.M. McArthur J.M. and Thirlwall M.F. 2007. Strontium Isotope Stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 30(2): 107-128. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2007.00107.x>
- Embry A. and Klovan J. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730.
- Flügel E. 2010. Microfacies and archaeology. In *Microfacies of carbonate rocks*: Berlin, Springer, 984 p. https://doi.org/10.1007/978-3-662-08726-8_19
- Geel T. 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene carbonate platform evolution in the northern margin of the Asmari intra-shelf basin, SW Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 92: 437-461. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.11.008>
- Allahkarampour Dill M. Vaziri-Moghaddam H. Seyrafian A. Behdad, A. and Shabafrooz R. 2020. A review of the Oligo-Miocene larger benthic foraminifera in the Zagros basin, Iran; New insights into biozonation and palaeogeographical maps. *Revue de Micropaléontologie*, 60: 100408. <https://doi.org/10.1016/j.revmic.2020.100408>
- Amirshahkarami M. Vaziri-Moghaddam H. and Taheri A. 2007. Paleoenvironmental model and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in southwest Iran. *Historical Biology*, 19(2): 173-183. <https://doi.org/10.1080/08912960600858877>
- Aqrabi A.A.M. Keramati M. Ehrenberg S.N. Pickard N. Moallemi A. Svånå T. Darke G. Dickson J.A.D. and Oxtoby N.H. 2006. The origin of dolomite in the Asmari Formation (Oligocene-lower Miocene), Dezful embayment, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 29(4): 381-402. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2006.00381.x>
- Bassi D. and Nebelsick J.H. 2010. Components, facies and ramps: redefining Upper Oligocene shallow water carbonates using coralline red algae and larger foraminifera (Venetian area, northeast Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 295 (1-2): 258-280. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.06.003>
- Bassi D. Hottinger L. and Nebelsick J.H. 2007. Larger foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, north-east Italy. *Palaeontology*, 50(4):845-868. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4983.2007.00677.x>
- Beavington-Penney S.J. and Racey A. 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth-Science Reviews*, 67(3-4): 219-265. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.02.005>
- Bigi S. Carminati E. Aldega L. Trippetta F. and Kavoosi M. A. 2018. Zagros fold and thrust belt in the Fars province (Iran) I: Control of thickness/rheology of sediment and pre-thrusting tectonics on structural style and shortening. *Marine and Petroleum Geology*, 91: 211-224
- Bignot G. 1985. *Elements of Micropaleontology*. London. Graham and Totman Limited, Sterling House.
- Brandano M. Frezza V. Tomassetti L. and Cuffaro M. 2009a. Heterozoan carbonates in oligotrophic tropical waters: the Attard member of the lower coralline limestone formation (Upper Oligocene, Malta). *Palaeogeography, Palaeoclimatology*,



- <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01275.x>
- Motiei H. 1993. Stratigraphy of Zagros. Geological Survey of Iran Publication, Tehran, 536 p.
- Motiei H. 1995. Petroleum geology of Zagros. Geological Survey of Iran, Tehran, 1009 p. [In Persian]
- Nebelsick J.H. and Bassi D. 2000. Diversity, growth forms and taphonomy: key factors controlling the fabric of coralline algae dominated shelf carbonates. Geological Society, London, Special Publications, 178(1): 89-107. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.178.01.07>
- Pomar L. 2001a. Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 175(1-4): 249-272. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00375-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00375-3)
- Pomar L. 2001b. Types of carbonate platforms: a genetic approach. Basin Research, 13(3): 313-334. <https://doi.org/10.1046/j.0950-091x.2001.00152.x>
- Pomar L. Bassant P. Brandano M. Ruchonnet C. and Janson X. 2012. Impact of carbonate producing biota on platform architecture: insights from Miocene examples of the Mediterranean region. Earth-Science Reviews, 113(3-4): 186-211. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.03.007>
- Pomar L. Mateu-Vicens G. Morsilli M. and Brandano M. 2014. Carbonate ramp evolution during the late Oligocene (Chattian), Salento Peninsula, southern Italy. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 404: 109-132. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.03.023>
- Read J.F. 1985. Carbonate platform facies models. AAPG Bulletin, 69(1): 1-21.
- Renema W. 2006. Large benthic foraminifera from the deep photic zone of a mixed siliciclastic-carbonate shelf off East Kalimantan, Indonesia. Marine Micropaleontology, 58(2): 73-82. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2005.10.004>
- Reuter M. Piller WE. Harzhauser M. Kroh A. Rogl F. and C'orić S. 2011. The Quilon Limestone, Kerala Basin, India. An archive for Miocene Indo-Pacific seagrass beds. Lethaia, 44(1):76–86. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3931.2010.00226.x>
- Richardson R.K. 1924. The geology and oil measures of south-west Persia. W. Speaight and Sons, Limited, Printers.
- Romero J. Caus E. and Rosell J. 2002. A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the South Pyrenean basin (NE Spain). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 179(1-2): 43-56. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00406-0](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00406-0)
- deposits in southeastern Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 155(3-4): 211-238. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00117-0](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00117-0)
- Hallock P. 1981. Production of Carbonate Sediments by Selected Large Benthic Foraminifera on Two Pacific Coral Reefs. Journal of Sedimentary Petrology, 51: 467-474.
- Hallock P. and Glenn E.C. 1986. Large foraminifera; a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies. Palaios, 1(1): 55-64. <https://doi.org/10.2307/3514459>
- Hallock P. and Pomar L. 2008. Cenozoic evolution of larger benthic foraminifers: paleoceanographic evidence for changing habitats. In Proceedings of the 11th International Coral Reef Symposium, Ft. Lauderdale, Florida, 16-20.
- Hallock P. and Schlager W. 1986. Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. Palaios, 1(4): 389-398. <https://doi.org/10.2307/3514476>
- Hansen H.J. 1977. Depth distribution of Amphistegina in the Gulf of Elat, Israel. Utrecht Micropaleontological Bulletin, 15: 205-224.
- Hohenegger J. Yordanova E. and Hatta A. 2000. Remarks on west Pacific Nummulitidae (foraminifera). The Journal of Foraminiferal Research, 30(1): 3-28. <https://doi.org/10.2113/0300003>
- James G.A. and Wynd J.G. 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. AAPG bulletin, 49(12): 2182-2245. <https://doi.org/10.1306/A663388A-16C0-11D7-8645000102C1865D>
- Jones B. and Desrochers A. 1992. Shallow platform carbonates. In: Walker R.G. and James N.P. (Eds.), Facies models. Response to sea level change, Ottawa, 277-301.
- Langer M.R. and Hottinger L. 2000. Biogeography of selected "larger" foraminifera. Micropaleontology, 46: 105-126. <https://www.jstor.org/stable/1486184>
- Lee J.J. 1990. Phylum Granuloreticulosa (Foraminifera). In: Margulis L. Corliss J.O. Melkonian M. and Chapman D.J. (Eds.), Handbook of Protocista, Jones and Bartlett Publishers, Boston, 524-548.
- Mateu-vicens G. Pomar L. and Ferràndez-cañadell C.A.R.L.E.S. 2012. Nummulitic banks in the upper Lutetian 'Buil level', Ainsa Basin, South Central Pyrenean Zone. the impact of internal waves. Sedimentology, 59(2): 527-552. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01263.x>
- Morsilli M. Bosellini F.R. Pomar L. Hallock P. Aurell M. and Papazzoni C.A. 2012. Mesophotic coral buildups in a prodelta setting (late Eocene, southern Pyrenees, Spain): a mixed carbonate-siliciclastic system. Sedimentology, 59(3): 766-794.



- Southwest Iran. National Iranian Oil Company, Report 706.
- Tucker M.E. 1985. Shallow-marine carbonate facies and facies models. Geological Society, London, Special Publications, 18(1): 147-169.
- Tucker M.E. and Wright V.P. 1990. Carbonate platforms: facies evolution and sequences. Internal Association Sedimentary, 2: 328p.
- Van Buchem F.S.P. Allan T.L. Laursen G.V. Lotfpour M. Moallemi A. Monibi S. Motiei H. Pickard N.A.H. Tahmasbi A.R. Vedrenne V. and Vincent B. 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. Geological Society, London, Special Publications, 329(1): 219-263. DOI:10.1144/sp329.10
- Vaziri-Moghaddam H. Kimiagari M. and Taheri A. 2006. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran. Facies, 52(1): 41-51. <https://doi.org/10.1007/s10347-005-0018-0>
- Vaziri-Moghaddam H. Seyrafian A. Taheri A. and Motiei H. 2010. Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran. Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 27(1): 56-71.
- Wynd J. G. 1965. Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement area. Iranian Oil Operating Companies. Geological and Exploration Division, Report, 1082, unpublished.
- Sadeghi R. Vaziri-Moghaddam H. and Taheri A. 2009. Biostratigraphy and paleoecology of the Oligo-Miocene succession in Fars and Khuzestan areas (Zagros Basin, SW Iran). Historical Biology, 21(1-2): 17-31. DOI:10.1080/08912960903033319
- Seyrafian A. 2000. Microfacies and depositional environments of the Asmari Formation, at Dehdez area (a correlation across central Zagros basin). Carbonates and Evaporites, 15(2): 121-129. <https://doi.org/10.1007/BF03175819>
- Shabafrooz R. Mahboubi A. Vaziri-Moghaddam H. Moussa-vi-Harami R. Ghabeishavi A. and Al-Aasm I.S. 2015. Facies analysis and carbonate ramp evolution of Oligo-Miocene Asmari Formation in the Gachsaran and Bibi-Hakimeh oilfields and the nearby Mish Anticline, Zagros Basin, Iran. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen, 276(1): 121-146. DOI: 10.1127/njgpa/2015/0483
- Tabatabaei M.S. 2023. Integrated stratigraphy (biostratigraphy, lithostratigraphy, and sequence stratigraphy) of Oligocene-Lower Miocene deposits (Pabdeh, Asmari and Gachsaran formations) in Bandar Abbas area and east of Persian Gulf, PhD thesis, Kharazmi University, Iran, 309 p. [In Persian]
- Taheri M. Vaziri-Moghaddam H. Ghabeishavi A. 2015. Biostratigraphy and paleoecology of the Oligo-Miocene Asmari Formation in the Izeh zone (Zagros Basin, SW Iran). Iranian Journal of Petroleum Geology 10: 20-45 [In Persian].
- Thomas N.A. 1948. The Asmari Limestone of





<https://doi.org/10.22108/jssr.2025.142715.1295>